

## Expositionsdatierung in den Zentralen Anden: quartäre Gletscher- und Klimarekonstruktion mittels in situ <sup>10</sup>Be

Roland Zech, Christoph Kull, Heinz Veit, Bern

### 1 Einleitung

Der Klimawandel und seine Auswirkungen in Form von Hurrikans, Überflutungen und Dürren geraten zunehmend ins Blickfeld der Medien. Das Ausmass der von zahlreichen Klimamodellen prognostizierten Veränderungen stellt eine grosse Herausforderung an die Anpassungsfähigkeit der Natur und des Menschen dar (INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE, IPCC 2001). Um das Klimasystem besser verstehen und eventuelle Vorhersagen machen zu können, muss man die Vergangenheit erforschen («The past is the key to the future»: [www.pages.unibe.ch](http://www.pages.unibe.ch)). Wie jeder weiss, reagieren Gletscher sensitiv auf Temperaturveränderungen; das Schmelzen der Alpengletscher in den letzten Jahrzehnten liefert den eindrucksvollen Beweis. Mit der Entwicklung der Radiokohlenstoffdatierung und ihrer Anwendung in ehemals vergletscherten Gebieten wuchs die Erkenntnis, dass Gletscher in verschiedenen Regionen der Erde zu unterschiedlichen Zeitpunkten ihre maximale Ausdehnung erfuhren, also nicht zwangsläufig synchron mit dem globalen Temperaturminimum vor ca. 20 ka BP (= LGM: *global last glacial maximum*). Dies liegt daran, dass das Gletscherwachstum nicht nur von der Temperatur, sondern auch vor allem vom Niederschlag und anderen Klimaparametern abhängt. Gletscher-Klima-Modelle erlauben eine quantitative Rekonstruktion früherer Temperatur- und Niederschlagsbedingungen (IMHOF et al. 2006), so dass in Kombination mit vergleichenden Glazialchronologien (GILLESPIE & MOLNAR 1995; EHLERS & GIBBARD 2004) wichtige Rückschlüsse gewonnen werden können bezüglich der Ursachen von Klimafluktuationen sowie der Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation.

Die Zentralen Anden nehmen eine Schlüsselrolle für die globale Gletscher- und Klimarekonstruktion ein. Sie sind Teil des PEP I Tranksektes (MARKGRAF et al. 2000; *Pole-Equator-Pole American Transect*: [www.pages.unibe.ch](http://www.pages.unibe.ch)), entlang dessen sich Veränderungen (Intensität und/oder Nord-Süd-Verschiebung) des tropischen Zirkulationssystems bzw. der Westwinde in den mittleren Breiten untersuchen lassen (Abb. 1). Die Cordillera Real und die Cordillera Cochabamba (~16°S) erhalten Feuchtigkeit, die vom Atlantik über das Amazonasbecken hinweg herantransportiert wird (ZHOU & LAU 1998: «Südamerikanischer Sommer-

monsun»). Im Lee der rezent vergletscherten Gipfel (Illimani: 6439 m, Ancohuma: 6430 m) liegt das Altiplano, ein ausgedehntes Plateau in ca. 4000 m Höhe, in dem grosse Salare von der extremen Trockenheit zeugen. Südlich davon nimmt der Niederschlag noch weiter ab, selbst Gipfel über 6000 m Höhe bleiben unvergletschert (MESSERLI 1973; VEIT 2000). Der Bereich grösster Aridität – als «Aride Diagonale» bezeichnet – erstreckt sich von der Atacama Wüste im Nordwesten über die Andengipfel (bei ca. 25-27°S) und setzt sich entlang der Ostabdachung der Anden nach Süden fort. Ab 27°S ermöglicht zunehmender Niederschlag die Existenz von Gletschern (Cerro Tres Cruces: 6746 m). Hier allerdings transportieren Westwinde die Feuchtigkeit vom Pazifik heran. Das Niederschlagsmaximum liegt im (Süd-)Winter (VUILLE & AMMANN 1997).

Grosse Moränen zeugen nördlich und südlich der Ariden Diagonale von einer deutlich stärkeren Vergletscherung in der Vergangenheit (JENNY & KAMMER 1996). Unser Wissen bezüglich der quartären Gletscher- und Klimaveränderungen ist aus Mangel an organischer Substanz für <sup>14</sup>C-Datierungen sehr limitiert (GARLEFF & STINGL 1991; GARLEFF & STINGL 1998; HARRISON 2004; HEINE 2004; MARK et al. 2004). KULL & GROSJEAN (2000) sowie CLAPPERTON et al. (1997) und CLAYTON & CLAPPERTON (1997) korrelieren Gletschervorstösse auf dem Altiplano mit der spätglazialen Transgressionsphase der Seen (Taucaphase: ~15-12 ka BP). Obwohl die Interpretation der Seesedimente weiterhin kontrovers diskutiert wird (SYLVESTRE et al. 1999; BAKER et al. 2001; GROSJEAN et al. 2003), scheint hier die maximale letztkaltzeitliche Vergletscherung (Würm: ~120-10 ka BP) nicht synchron mit dem globalen Temperaturminimum (20 ka BP) stattgefunden zu haben (KULL & GROSJEAN 2000). Dies illustriert den bedeutenden Einfluss von erhöhten monsunalen Niederschlägen für die Seespiegel und das Gletscherwachstum auf dem Altiplano und bestätigt entsprechende Modellierstudien (HASTENRATH & KUTZBACH 1985; KULL & GROSJEAN 1998). Der Nachweis für eine spätglaziale Feuchtphase und eine entsprechende Vergletscherung konnte südlich von 25°S bislang nicht erbracht werden (GEYH et al. 1999). Da zwischen 25 und 27°S keine Gletscherablagerungen existieren, ist eine direkte (zeitliche) Korrelation der südlich vorkommenden Moränen mit jenen im Norden fraglich (AMMANN et al. 2001). Die meisten Studien lassen einen Vorstoss während des LGM vermuten (CAVIEDES 1990; KULL et al. 2002; STUUT &

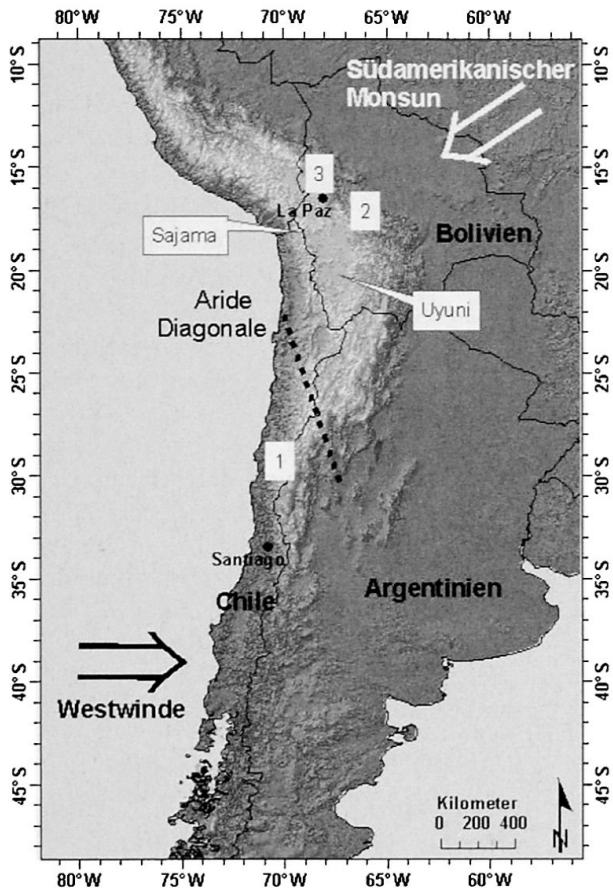


Abb. 1: Übersichtskarte über die Zentralen Anden. Die Aride Diagonale ist die heutige Grenze zwischen dem Einflussbereich des Südamerikanischen Monsuns und der Westwinde. Die Arbeitsgebiete sind das Valle Encierro (1), das Valle Huara Loma (2) und das Valle San Francisco (3). Ausserdem ist die Lage der im Text diskutierten Bohrkerne Salar de Uyuni und Sajama markiert.

Map of the Central Andes

Carte des Andes centrales

Kartengrundlage: Gtopo30, Digitales Höhenmodell

LAMY 2004). Direkte glaziologische Hinweise auf eine Vergletscherung vor ca. 20 ka BP gibt es erst südlich von ca. 40°S (LOWELL et al. 1995; DENTON et al. 1999; ESPIZUA 1999; HEUSSER et al. 1999; KAPLAN et al. 2004).

Ein grosses Hindernis für die Erstellung von Glazialchronologien in den Zentralen Anden ist, wie in vielen anderen ariden Hochgebirgen auch, das Fehlen organischer Substanz für  $^{14}\text{C}$ -Datierungen. Seit ein paar Jahren steht mit der Entwicklung der Expositionsdatierung eine Methode zur Verfügung, die es erlaubt, die Gletscher- und Klimageschichte in den Zentralen Anden genauer zu untersuchen.

Ziel dieses Beitrages ist es:

- das Prinzip der Expositionsdatierung mittels in situ  $^{10}\text{Be}$  zu erklären,
- die Ergebnisse der Expositionsdatierungen im Valle Encierro, Nordchile (Abb. 1), zusammenzufassen und paläoklimatisch zu diskutieren,
- erste Ergebnisse aus laufenden Datierungsarbeiten in Bolivien vorzustellen und im Kontext publizierter Literaturdaten aus Bolivien und Peru zu diskutieren,
- einen Ausblick auf die zukünftigen Potentiale der Expositionsdatierung in den Zentralen Anden zu geben.

## 2 Expositionsdatierung mittels in situ $^{10}\text{Be}$

Expositionsdatierungen basieren auf der Bildung und Anreicherung von kosmogenen Nukliden an der Erdoberfläche, d.h. «in situ» (GOSSE & PHILLIPS 2001). Die einfallende kosmische Strahlung erzeugt z.B.  $^3\text{He}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{14}\text{C}$ ,  $^{21}\text{Ne}$ ,  $^{26}\text{Al}$  und  $^{36}\text{Cl}$ . Je länger eine Oberfläche exponiert ist (Expositionszeit  $t$ ), umso mehr Isotope reichern sich an. Die einfache Formel

$$N = P \cdot t,$$

mit  $N$  gleich Zahl der angereicherten Isotope und  $P$  gleich der Produktionsrate, reicht für instabile Isotope allerdings nicht aus. Auch im Falle des Berylliums (Halbwertszeit:  $1.5 \cdot 10^6$  a), des am häufigsten verwendeten Nuklides für Datierungen, muss daher die Halbwertszeit  $\lambda$  berücksichtigt werden:

$$N = \frac{P}{\lambda} \cdot (1 - e^{-\lambda \cdot t})$$

Für die Bestimmung der Expositionszeit muss einerseits die lokale Produktionsrate berechnet ( $\rightarrow$  2.1.), andererseits die Menge angereicherter Nuklide analysiert werden ( $\rightarrow$  2.2.). Das Expositionsalter geeigneter Oberflächen, z.B. von Geschiebeblöcken oder Gletscherschliffen, erlaubt dann, das Depositionsalter von Moränen (= Gletschervorstoss) bzw. das Schmelzen eines Gletschers (= Stabilisierung der Moränenoberfläche) zu datieren.

### 2.1 Die Produktionsrate kosmogener Nuklide

Die primäre kosmische Strahlung, der die Erde ausgesetzt ist, besteht v.a. aus energiereichen Protonen und Heliumkernen. Da beide Teilchen geladen sind, werden sie vom Erdmagnetfeld abgelenkt (v.a. in der Nähe des Äquators wegen der horizontalen Ausrichtung der Magnetfeldlinien), lange bevor sie mit den Molekülen in der Atmosphäre kollidieren. In Abhängigkeit von der geomagnetischen Breite entsteht dann durch eine Kaskade von Kernreaktionen die sekundäre kosmi-

sche Strahlung (v.a. Neutronen und Myonen). Diese durchdringt mit exponentieller Abschwächung die Atmosphäre (→ Abhängigkeit der Produktionsrate von der optischen Dicke, d.h. der Höhe über Meeresniveau) und trifft schliesslich auf die Erdoberfläche, wo die kosmogenen Nuklide in situ gebildet werden. Um die lokale Produktionsrate an einen bestimmten Ort auf der Erde zu berechnen, bedient man sich eines Skaliersystems; Skalierfaktoren quantifizieren die Breiten- und Höhenabhängigkeit der kosmischen Strahlung in Bezug auf eine «Referenz-Produktionsrate» (SLHL, *sea level high latitude* = Meeresniveau, hohe Breiten). Um die Skaliersysteme (STONE 2000; DUNAI 2001; DESILETS & ZREDA 2003) zu optimieren, und um die Referenzproduktionsrate genauer zu ermitteln (KUBIK et al. 1998; KUBIK & IVY-OCHS 2004), werden zur Zeit grosse internationale Anstrengungen unternommen ([www.cronus-eu.net](http://www.cronus-eu.net)).

Abgesehen von der Skalierung hängt die lokale Produktionsrate von weiteren, z.T. korrigierbaren Einflussfaktoren ab: von der zeitlichen Variabilität des Erdmagnetfeldes (McELHINNY & SENANAYAKE 1982; OHNO & HAMANO 1992; GUYODO & VALET 1996), von der Abschirmung der kosmischen Strahlung durch das umgebende Relief (DUNNE et al. 1999) und von der potentiellen Abschirmung durch Schnee-, Boden- oder Vegetationsbedeckung. Schlussendlich kann auch die Probendicke und Form des beprobten Gesteinsblocks eine Rolle spielen, da die kosmische Strahlung nur bis in wenige Dezimeter Tiefe nennenswert Nuklide erzeugt (LAL 1991: exponentielles Tiefenprofil; MASARIK & REEDY 1995 nehmen dagegen eine unveränderte Produktionsrate für die obersten ~4 cm an) und Kanteneffekte zum Tragen kommen (MASARIK & WIELER 2003). In den meisten Fällen liegen die Korrekturfaktoren im unteren einstelligen Prozentbereich, so dass die Unsicherheiten der Skalierfaktoren und der Referenzproduktionsrate den Gesamtfehler (~10%, GOSSE & PHILLIPS 2001) in der Regel dominieren.

## 2.2 Probennahme und Laborarbeit

Die Streuung von Expositionsdaten von ein- und demselben Standort ist oft wesentlich grösser als durch die bisher genannten Unsicherheiten der Methode zu erwarten wäre. Dies kann prinzipiell daran liegen, dass die beprobte Oberfläche bereits früher einmal exponiert war («Prä-Exposition»). Die Wahrscheinlichkeit für Prä-Exposition ist jedoch gering (<3%; SHANHAN & ZREDA 2000; PUTKONEN & SWANSON 2003). Eher ist mit einer Unterschätzung des Depositionsalters zu rechnen, z.B. wenn die Geländeoberfläche durch Toteis, Permafrost oder Erosion lange instabil bleibt. Gesteinsblöcke können dadurch nach ihrer Ablagerung in Bewegung geraten oder exhumiert werden (PUTKONEN & SWANSON 2003; ZECH et al. 2005). Um

derartige Prozesse identifizieren zu können, müssen mehrere Proben (3-5, gegebenenfalls sogar mehr) von einem Standort genommen werden. Mit Hammer und Meissel wird 0,5-1 kg Material von der Oberfläche (bis 4 cm) von grossen, stabil liegenden Gesteinsblöcken (Granite, Gneisse oder Quarzite) gewonnen. Der Quarzgehalt des Gesteins sollte ausreichen, um in den folgenden Laborschritten ca. 30 g gereinigten Quarz isolieren zu können. In Quarz ist die Produktionsrate klar definiert (v.a. Kernspaltung durch schnelle Neutronen), da er im Wesentlichen aus  $\text{SiO}_2$  besteht; zudem kann an der Oberfläche anhaftendes atmosphärisch gebildetes  $^{10}\text{Be}$  leicht weggeätzt werden (in der Atmosphäre gebildetes  $^{10}\text{Be}$  ist um ein Vielfaches mehr als das zu analysierende in situ gebildete  $^{10}\text{Be}$ ).

Die Gesteinsprobe wird zunächst im Backenbrecher zerkleinert (die Arbeitsschritte im Labor folgen im Wesentlichen der Anleitung in Ivy-Ochs 1996). Die Siebfraktion 200-500  $\mu\text{m}$  wird mehrere Tage in verdünnter Flusssäure (HF: 5%) geschüttelt, um rasch lösliche Minerale (v.a. Feldspäte) zu entfernen und die Quarzkörner anzuätzen. Durch Dichtefraktionierung und mit Hilfe eines Magnetscheiders können unlösliche, störende Minerale (z.B. Magnetit, Muskovit, Granat, Silimanit) entfernt werden. Die gereinigte Quarzprobe wird mit  $^9\text{Be}$  «gespikt» und in konzentrierter HF auf der Heizplatte aufgelöst. Das gelöste Beryllium muss über säulenchromatographische Trennung von allen anderen Kationen (v.a. Fe, Al, Ca, Mg) gereinigt werden und wird dann als Be-Hydroxid ausgefällt. Über der Bunsenbrennerflamme wird das Hydroxid zu  $\text{BeO}$  oxidiert. Das pulverförmige Oxid wird mit Kupfer vermischt und in AMS-Targets gepresst (Probenhalter für Messung am Beschleunigungs-Massenspektrometer). Die AMS Messung liefert äusserst exakt das Verhältnis von  $^{10}\text{Be}$  zu  $^9\text{Be}$ , so dass selbst wenige Tausend  $^{10}\text{Be}$  Atome mit Hilfe der bekannten Menge an «gespiktem»  $^9\text{Be}$  «gezählt» werden können.

## 3 Ergebnisse und Diskussion der Expositionsdatierung im Valle Encierro, Nordchile

Im Rahmen bereits abgeschlossener Arbeiten wurden kürzlich elf Expositionsalter von Moränen im Valle Encierro ermittelt (ZECH et al. 2006). Dieses Arbeitsgebiet liegt rezent im Einflussbereich der Westwinde (29°05'S, 60°54'W, siehe Abb. 1, Jahresniederschlag 300 mm, Wintermaximum; VUILLE & AMMANN 1997). Geht man von einer Nordverschiebung oder einer Intensivierung der Westwinde während des LGM aus, so könnte man ein Vergletscherungsmaximum vor ca. 20 ka BP erwarten. Die Expositionsdatierung konnte dies bislang nicht verifizieren. Die Ergebnisse werden im Folgenden dargestellt und im paläoklimatischen Kontext diskutiert.



### 3.1 Glazialchronologie im Valle Encierro

Basierend auf vorangegangenen geomorphologischen Arbeiten und eigenen Geländeaufnahmen wurden mehrere Moränenstände im Valle Encierro identifiziert (VEIT 1994; JENNY & KAMMER 1996; GROSJEAN et al. 1998). Im Luftbild sind diese klar zu erkennen und mit M-II bis M-V bezeichnet (Abb. 2; M-I liegt nördlich ausserhalb der Bildausschnittes).

Zwei Expositionsalter von der Endmoräne M-V ergeben 11.3 bzw. 11.6 ka. Etwas jüngere Alter findet man für zwei Geschiebeblöcke auf der davor liegenden Lateralmoräne (10.4 und 10.9 ka). Aufgrund der Komplexität des Einzugsgebietes kann nicht ausgeschlossen werden, dass die letzteren tatsächlich einen jüngeren Gletschervorstoss aus dem westlichen Seitental dokumentieren. Alle vier Expositionsalter sind aber im Rahmen der 1- $\sigma$  AMS-Standardabweichung (4%) nicht voneinander unterscheidbar. Der letzte markante Gletschervorstoss im heute eisfreien Valle Encierro hat demnach am Übergang vom Pleistozän ins Holozän stattgefunden.

Die Interpretation der stärker streuenden Expositionsalter (9.3 bis 14.0 ka) entlang der prominenten Lateralmoräne (Abb. 2, LM) und der dazugehörigen Endmoräne (M-II B) ist schwieriger. Zwei der Proben (10.9 und 14.0 ka) stammen vom oberen Abschnitt der Lateralmoräne LM, welcher durch ein Buckel-Mulden-Relief gekennzeichnet ist. Dies ist typisch für eine Eiszerfallslandschaft. Entsprechend kann das ältere Expositionsalter (14.0 ka) als Minimumalter der Moränenablagerung betrachtet werden (= *oldest age model*), wohingegen das jüngere Alter (10.9 ka) näher am Zeitpunkt der Stabilisierung der Oberfläche liegt (Schmelzen des Toteises) (ZECH et al. 2005). Das Expositionsalter vom mittleren Abschnitt der Lateralmoräne (Abb. 2: 12.3 ka) könnte entweder das Rückzugsstadium M-III markieren oder ein «Degradationsalter» der Hauptvergletscherung darstellen. Die nächste Probe (13.7 ka) liegt jedenfalls wieder nahe am Minimumalter von 14.0 ka. Dies gilt auch für einen der Geschiebeblöcke auf der Endmoräne M-II B (13.1 ka). Das zweite Expositionsalter auf derselben Endmoräne ist wiederum zu jung (9.3 ka) und vermutlich auf Toteis zurückzuführen.

Ein einzelnes Alter von 24.1 ka ist von der Endmoräne M-II A verfügbar. Dieses muss erst verifiziert werden und darf nur mit Vorsicht als Minimumalter einer früheren, ausgedehnten Vergletscherung interpretiert werden (in einem Nachbartal bestätigen zwei vorläufige neue Exposionsalter einen Gletschervorstoss vor ca. 30 ka BP).

Zusammenfassend kann davon ausgegangen werden, dass ein Gletschervorstoss vor ca. 14 ka die Lateralmo-

räne LM und die Endmoräne M-II B abgelagert hat. Niedrige Temperaturen herrschten bis zum Beginn des Holozäns – Permafrost und Toteis bedingten dadurch vermutlich die Instabilität der Moränen. Kurzfristige Klimaschwankungen sind für den spätglazialen Zeitraum von 14 bis ~12 ka BP durch die Rückzugsstadien M-III, M-IV und M-V (~11.6 ka BP: gemäss dem *oldest age model*) dokumentiert. Der Nachweis für eine LGM Vergletscherung (20 ka BP) konnte nicht erbracht werden – ein früherer, ausgedehnter Gletschervorstoss ist älter als 25 ka BP.

### 3.2 Diskussion der Glazialchronologie Valle Encierro im paläoklimatischen Kontext

Mit Hilfe eines Gletscher-Klima-Modells ist es möglich, von der Vergletscherung im Valle Encierro quantitative Rückschlüsse auf das Paläoklima zu ziehen (KULL et al. 2002). Die Morphologie des Gletschervorstosses um 14 ka (LM und M-II B) erforderte eine Temperaturdepression um ca. 5°C gegenüber heutigen Bedingungen. Die errechnete gleichzeitige Niederschlagserrhöhung betrug ca. 550 mm/a (heute: 300 mm/a), wobei das Modell diese nicht eindeutig einem Winter- oder Sommermaximum zuordnen konnte. Demzufolge liegt es nahe, dass der Sommerniederschlag und damit der Einfluss des tropischen Zirkulationssystems eine grössere Rolle gespielt hat als heute. Ein Vergleich mit Proxydaten aus dem Salar de Uyuni (siehe Abb. 1; BAKER et al. 2001) zeigt, dass die Gletschervorstösse im Valle Encierro mit den Feuchtphasen auf dem Altiplano korrelieren (ca. 12, 15 und 25 ka BP, siehe Abb. 3a). BAKER et al. haben die Feuchtphasen auf eine intensivierte Monsunzirkulation zurückgeführt; einerseits gesteuert durch den Temperatur- und Luftdruckgradienten im Atlantik, andererseits durch die höhere Insolation auf der Südhemisphäre. Die Korrelation oder gar der kausale Zusammenhang der Gletschervorstösse im Valle Encierro mit dem Monsun muss allerdings derzeit noch aufgrund der Datierungsunsicherheiten kritisch hinterfragt werden. Einerseits sind alle Expositionsalter mit der systematischen Unsicherheit des Skaliersystems und der Produktionsrate behaftet (10%), andererseits kann auch die Chronologie der Seesedimente nicht als abschliessend gesichert betrachtet werden.

Ein weiterer hochaufgelöster Klimaproxy steht aus Südostbrasilien zur Verfügung. CRUZ et al. (2005) interpretieren negativere  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in einem dortigen Stalagmiten als Hinweis auf den verstärkten Einfluss des Monsuns und postulieren eine Südverschiebung und Intensivierung während der Jüngeren Dryas und während des Spätglazials. Eine detailliertere Datierung des Stalagmiten für den Zeitraum 0-30 ka BP wäre wünschenswert, um v.a. die «Jüngere Dryas» (hier ca. 11 statt wie erwartet 12 ka BP) zu verifizieren und eventuell mit dem letzten Gletschervorstoss



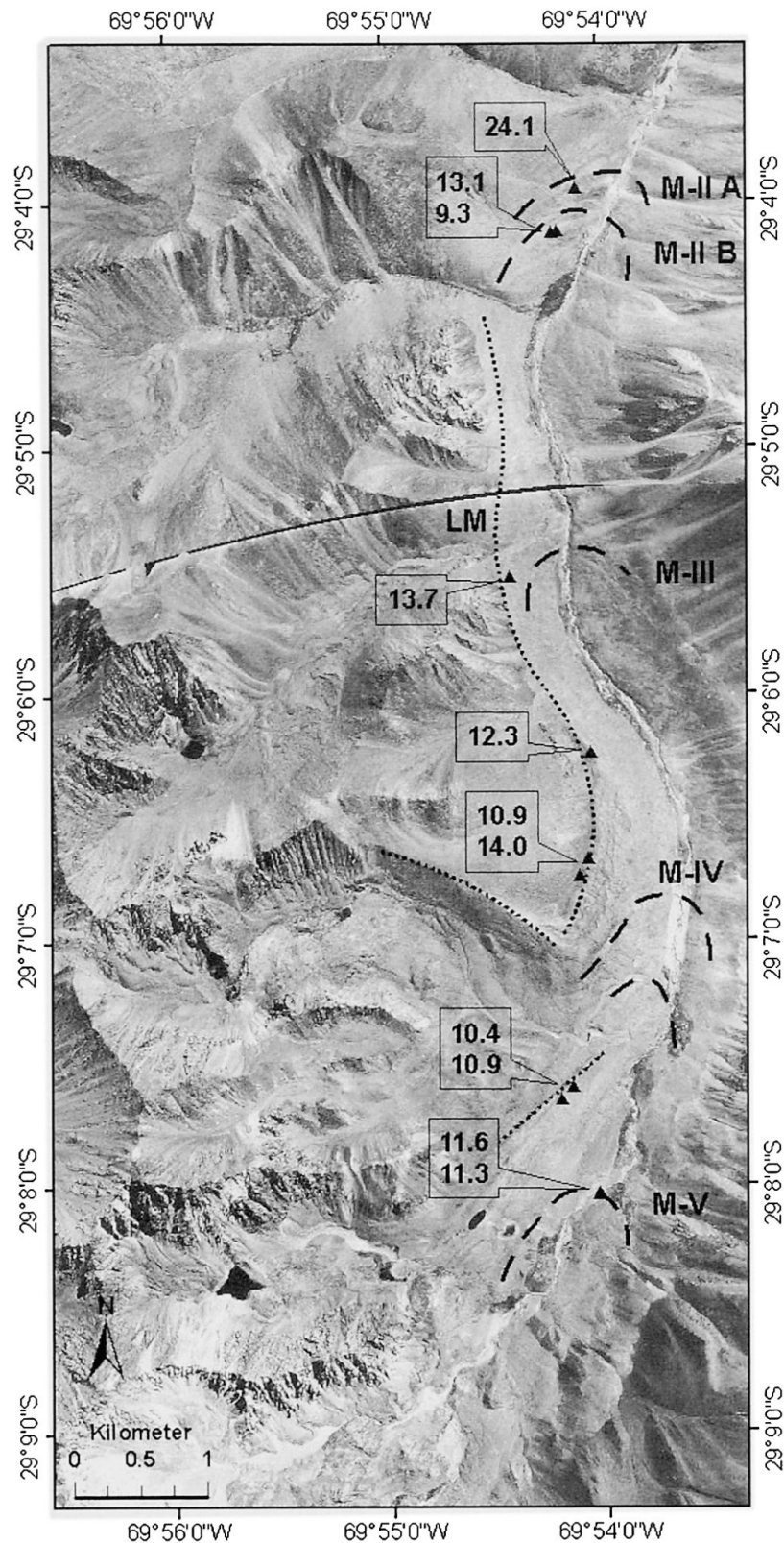


Abb. 2: Luftbild des Arbeitsgebietes im Valle Encierro

Die gestrichelten Linien markieren Endmoränenstadien, die gepunkteten Linien markante Lateralmoränen. Die Lage und die Expositionsalter der beprobten Geschiebeblöcke sind angegeben.

*Aerial photograph of the research area Valle Encierro*

*Photographie aérienne de la zone de recherche de Valle Encierro*

Quelle: verändert nach ZECH et al. 2006

im Valle Encierro um ~12 ka BP zu korrelieren (Abb. 3c).

Da neben dem Niederschlag auch die Temperatur eine bedeutende Rolle für die Massenbilanz eines Gletschers spielt, soll auch ein Vergleich der Glazialchronologie mit dem Temperaturproxy aus dem Sajama-Eisbohrkern angestellt werden (Abb. 1). THOMPSON et al. (1998) finden relativ negative  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Gletschereises bis ca. 16 ka BP, das Spätglazial ist charakterisiert durch starke Fluktuationen, und im Holozän herrschen konstante, positivere Werte vor (Abb. 3b). THOMPSON et al. (1998) interpretieren diesen Verlauf als Temperatursignal. Dementsprechend spiegeln möglicherweise die spätglazialen Gletschervorstöße im Valle Encierro die Sensitivität des Gletschers auf die kurzfristigen Temperaturminima wider. Allerdings kann kritisch angemerkt werden, dass die Chronologie des Eisbohrkernes kaum abgesichert ist (sie basiert zum Teil auf *wiggle matching* mit im GISP2, Grönland, gemessenen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der eingeschlossenen Luftblasen). Ausserdem ist der Einfluss der Niederschlagsmenge auf das  $\delta^{18}\text{O}$ -Signal umstritten (RAMIREZ et al. 2003).

Trotz der erwähnten Unsicherheiten wird derzeit davon ausgegangen, dass vermutlich erhöhter Sommerniederschlag eine Rolle für das spätglaziale Vergletscherungsmaximum (11–14 ka BP) im Valle Encierro gespielt hat. Eine deutliche Temperaturdepression (5°) im Vergleich zu heute war ebenfalls notwendig, wobei möglicherweise kurzfristige Temperaturschwankungen für die Bildung der Rückzugsstadien verantwortlich gewesen waren. Da südlich von ca. 32°S bislang keine entsprechenden Moränen datiert werden konnten (erste Ergebnisse laufender Forschungsarbeiten bis ca. 40°S), scheint dies ungefähr die Grenze des «tropischen» Einflussbereiches zu sein. Um umgekehrt das nördlichste Vorkommen von LGM-Moränen zu lokalisieren ( $^{14}\text{C}$  datiert bei ca. 40°S; DENTON et al. 1999), sind weitere Expositionsproben derzeit in Bearbeitung. Dies ist im Hinblick auf die ungeklärte Frage bezüglich der Nordverschiebung/Intensivierung der Westwindzone von grossem Interesse. Einige Klimamodelle stellen die Nordverschiebung der Westwinde während des LGM in Frage (VALDES 2000; WYRWOLL et al. 2000) und damit auch die bisherige Interpretation pollenanalytischer und mariner Befunde entlang der chilenischen Küste (z.B. ROMERO et al.; LAMY et al. 1999; HEBBELN et al. 2002; MOHTADI et al. 2004; STUUT & LAMY 2004). Ein differenzierterer Blick auf LGM- bzw. spätglaziale Bedingungen zeigt aber beispielsweise, dass die marine Produktivität und Akkumulationsrate (u.a. beeinflusst von verstärktem terrestrischem Nährstoffeintrag, d.h. fluvioglaziale Erosion der Anden) nur südlich von ca. 33°S ein Maximum während des LGM aufweist. Nörd-

lich davon scheint die Produktivität und Akkumulation im Spätglazial höher gewesen zu sein (ROMERO et al.; HEBBELN et al. 2002; MOHTADI et al. 2004). Dies wäre in Übereinstimmung mit der bislang erstellten Glazialchronologie (letztes Vergletscherungsmaximum bei 30°S im Spätglazial, bei ca. 40°S hingegen im LGM). Entsprechend wäre der Einflussbereich der Westwinde während des LGM nach Norden hin bis ~33°S relativ begrenzt, während umgekehrt offensichtlich der bis ca. 33°S nach Süden reichende Einfluss der tropischen Zirkulation das dortige spätglaziale Vergletscherungsmaximum verursacht hat. Um das komplizierte Wechselspiel der atmosphärischen Zirkulation abschliessend klären zu können, sind weitere Untersuchungen unabdingbar: Terrestrisch müssen die Glazialchronologie verfeinert und weitere sensitive Paläoniederschlagsproxies ermittelt werden (z.B. Sauerstoff- und Wasserstoffisotope in Seesedimenten). Andererseits wäre eine verbesserte zeitliche Auflösung der Akkumulationsraten in den marinen Bohrkernen bzw. ein akkumulationsunabhängiger Proxy für glaziofluvialen terrestrischen Eintrag von grossem Nutzen.

#### 4 Expositionsdatierungen in Bolivien und Peru

Um einen Vergleich der Vergletscherungsgeschichte des Valle Encierro mit Regionen weiter südlich und auch nördlich der Ariden Diagonale machen zu können, wurden im Rahmen laufender Projekte Arbeitsgebiete in Chile, Argentinien und Bolivien für Expositionsdatierungen beprobt. Im Folgenden werden erste Ergebnisse aus der Cordillera Cochabamba und der Cordillera Real vorgestellt (siehe Abb. 1). Anschliessend werden diese im Kontext der publizierten  $^{10}\text{Be}$ -Expositionsdaten von SMITH et al. (2005b) aus Bolivien und Peru diskutiert.

##### 4.1 Erste eigene Expositionsdaten aus Bolivien

Die Cordillera Cochabamba weist reichlich Spuren einer intensiven quartären Vergletscherung auf. Wie fast überall in Bolivien und Peru ist die Glazialchronologie aber aufgrund der geringen Zahl an  $^{14}\text{C}$ -Datierungen nahezu unbekannt (SMITH et al. 2005a).

Erste Expositionsdaten aus dem Valle Huara Loma (17°13'S, 66°16'W, 4200 m) zeigen, dass vor ca. 11.8 ka BP ein markanter Gletschervorstoss stattgefunden hat (obere Lateralmoräne, siehe Abb. 4). Talabwärts liefern zwei Geschiebeblöcke auf einer inneren bzw. äusseren Lateralmoräne Alter von 10.3 und 15.4 ka. Diese müssen nicht zwangsläufig stratigraphisch inkonsistent sein. Die Morphologie der Glazialablagerungen ist äusserst komplex und durch zahlreiche Rückzugsstadien und Knicke im Talverlauf charakterisiert (Abb. 4). Es ist denkbar, dass nach der Ablagerung der äusseren Moräne um 15.4 ka BP die hohe Lateralmoräne von

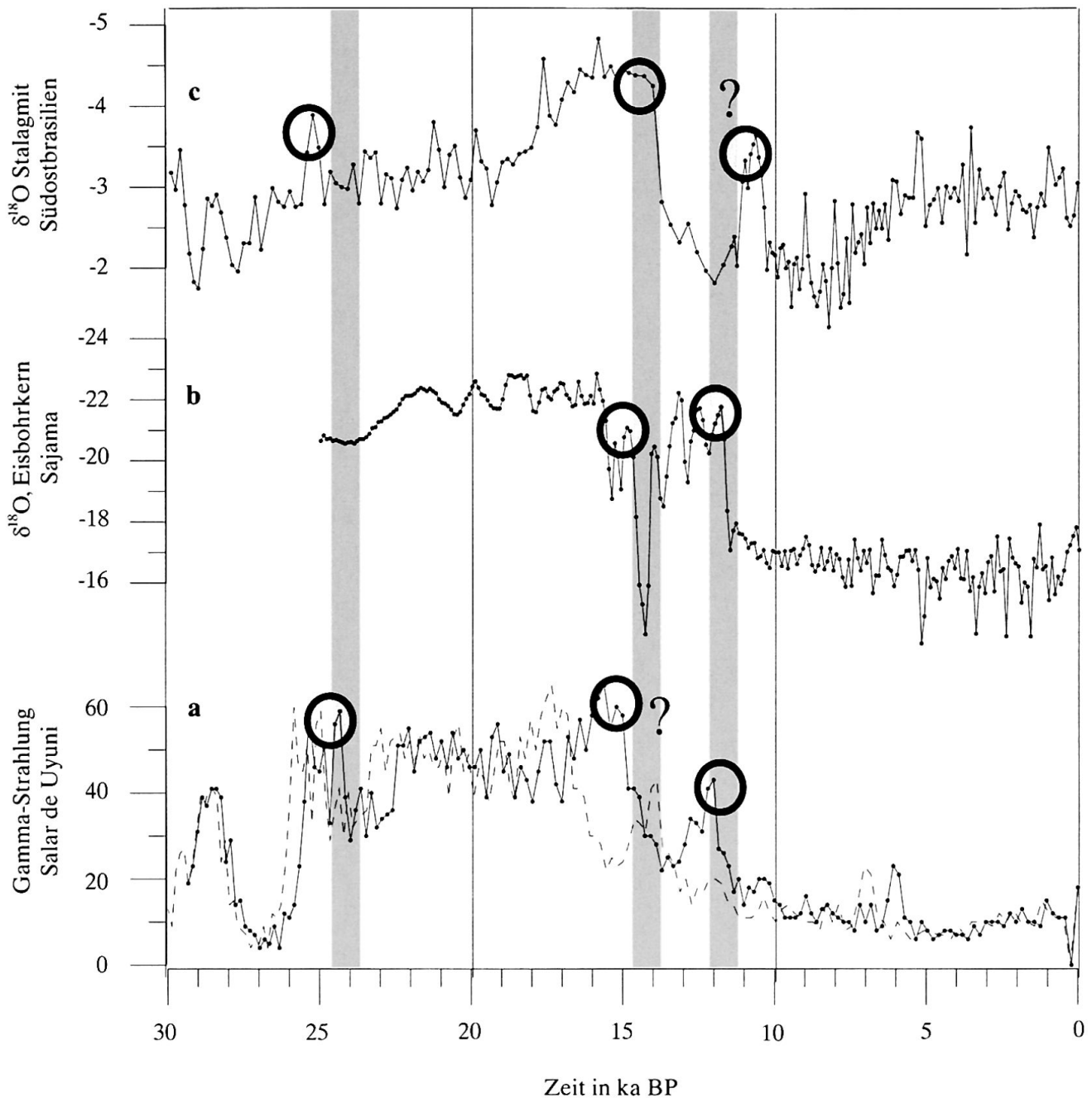


Abb. 3: Vergleich der Gletschervorstöße im Valle Encierro (graue Balken) mit hochaufgelösten Klimaproxies. Kreise und Pfeile illustrieren die mögliche Korrelation. (a) Die Gammastrahlung in einem Bohrkern vom Salar de Uyuni kann als Feuchteproxy interpretiert werden (gestrichelte Linie nach FRITZ et al. 2004; durchgezogene Linie nach BAKER et al. 2001; Daten von FRITZ et al. an die Originalgraphik von BAKER et al. angepasst). (b) Negativere  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Eisbohrkern vom Vulkan Sajama zeigen kältere Temperaturen (THOMPSON et al. 1998) oder höhere Niederschläge (RAMIREZ et al. 2003) an. (c) Negativere  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in einem Stalagmiten aus Südostbrasilien deuten auf einen verstärkten Einfluss des Monsuns hin (Intensivierung und/oder Südverschiebung) (CRUZ et al. 2005).

*Comparison of the glacial advances in the Valle Encierro (grey bars) with high-resolution climate proxies*  
*Comparaison des avancées glaciaires de la Valle Encierro (barres grises) avec les variables climatiques (proxies) à haute résolution*



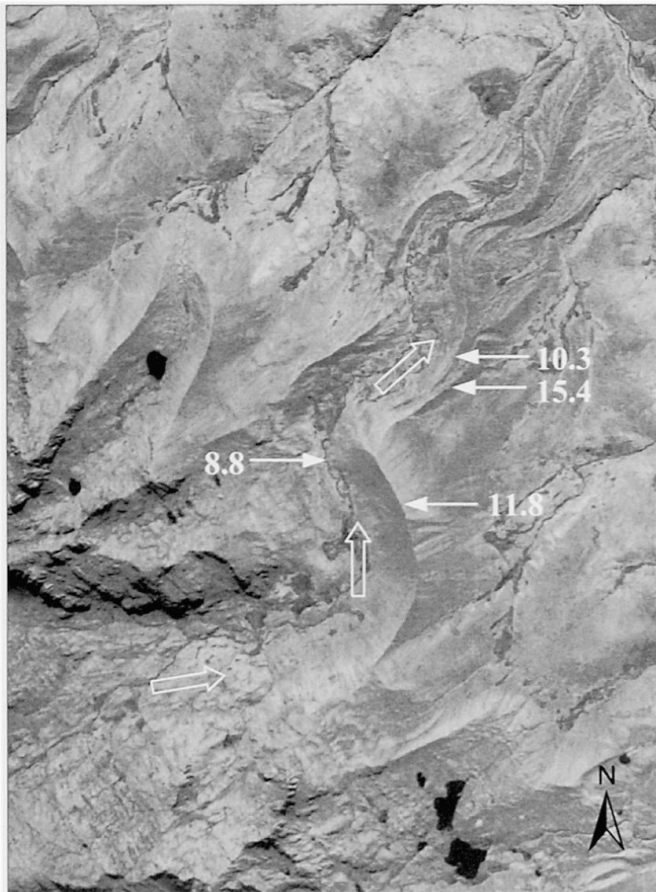


Abb. 4: Corona Satellitenbild vom Valle Huara Loma nördlich von Cochabamba

Die hohlen Pfeile illustrieren die frühere Gletscherflussrichtung. Lage und Expositionsalter der im Text diskutierten Proben sind angegeben.

*Satellite image of the Valle Huara Loma north of Cochabamba*

*Image satellite de la Valle Huara Loma au nord de Cochabamba*

Quelle: Corona Satellitenbild

einem weniger weiten Vorstoss um 11.8 ka BP abgelagert wurde. Ein erneuter Gletschervorstoss um 10.3 ka BP deponierte dann die innere untere Lateralmoräne. Schliesslich dokumentiert ein Rückzugsstadium um 8.8 ka BP weitere Klimaschwankungen im Holozän.

Im Valle San Francisco (15°58'S, 68°32'W, 4500 m) bestätigen sich die Expositionsalter aus dem Valle Huara Loma teilweise (Abb. 5): Wieder scheint ein frühholozänes Rückzugsstadium um 8.3 ka BP und ein etwas weiterer Gletschervorstoss um 10.0 ka BP nachgewiesen zu sein. Da von der hohen rechten Lateralmoräne keine Daten vorliegen, kann über die Korrelation mit der hohen Lateralmoräne im

Valle Huara Loma (11.8 ka) nur spekuliert werden. Ein identisches Expositionsalter (15.4 ka) datiert den Moränenabschnitt in beiden Tälern, der in stratigraphischer Position als untere äussere Lateralmoräne bezeichnet werden kann. Ob das 13.6 ka Alter auf der gegenüberliegenden Talseite ein Degradationsalter ist, oder einem eigenen Vorstoss entspricht, kann zur Zeit nicht geklärt werden. Besonders bemerkenswert ist, dass ein Geschiebeblock auf der äussersten unteren Lateralmoräne auf 20.3 ka BP datiert werden konnte.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass wohl die spätglazialen Gletschervorstösse im Valle Encierro (12-14 ka BP) zum Teil ihr Analogon in Bolivien finden (12-16 ka BP). Als wichtiger Unterschied kann hervorgehoben werden, dass anscheinend in Bolivien um 20 ka BP eine deutliche Vergletscherung nachgewiesen werden kann, und dass holozäne Rückzugsstadien (~10 und 8 ka BP) eine beachtliche Ausdehnung erreichten. Bevor diese vorläufigen Ergebnisse im paläoklimatischen Kontext interpretiert werden können, muss die Datengrundlage deutlich erweitert und die Chronologie verifiziert werden.

#### 4.2 Vergleich mit publizierten Expositionsdaterungen aus Bolivien und Peru

Basierend auf einem Datensatz von 106  $^{10}\text{Be}$  Altern postulieren SMITH et al. (2005b), dass die Vergletscherung in den tropischen Anden ihr Maximum früher als bisher angenommen erreicht hat (~34 ka BP), und dass die Gletscher bereits um ~21 ka BP angefangen haben sich zurückzuziehen. Trotz der beeindruckenden Datenmenge sollten diese Ergebnisse kritisch hinterfragt werden, bevor weitreichende Schlussfolgerungen bezüglich des Klimasystems gezogen werden («...implying that tropical controls on ice volumes were asynchronous with those in the Northern Hemisphere», S. 678).

Die Zentralen Anden liegen in einer Region, in der sich die Wahl des Skaliersystems und die Änderungen des Erdmagnetfeldes besonders stark auf die Berechnung der Expositionsalter auswirken (PIGATI & LIFTON 2004). Berechnet man die Alter von SMITH et al. nach den neueren Skaliersystemen inklusive Magnetfeldkorrektur (DESILETS & ZREDA 2003; Produktionsrate: 5,25 at  $\text{a}^{-1} \text{g}^{-1}$  Quarz; Details zur Berechnung in ZECH et al. 2006), so ergeben sich deutlich jüngere Expositionsalter. Das Vergletscherungsmaximum fällt demnach ins LGM, und die letzten postulierten Gletschervorstösse vor dem Abschmelzen des Eises datieren ins Spätglazial auf ca. 12 ka BP. Am Beispiel der Laguna Antacocha kann dies am anschaulichsten illustriert werden (Abb. 6). Hier liegen acht Expositionsdaten einer Endmoräne zwischen 17.3 und

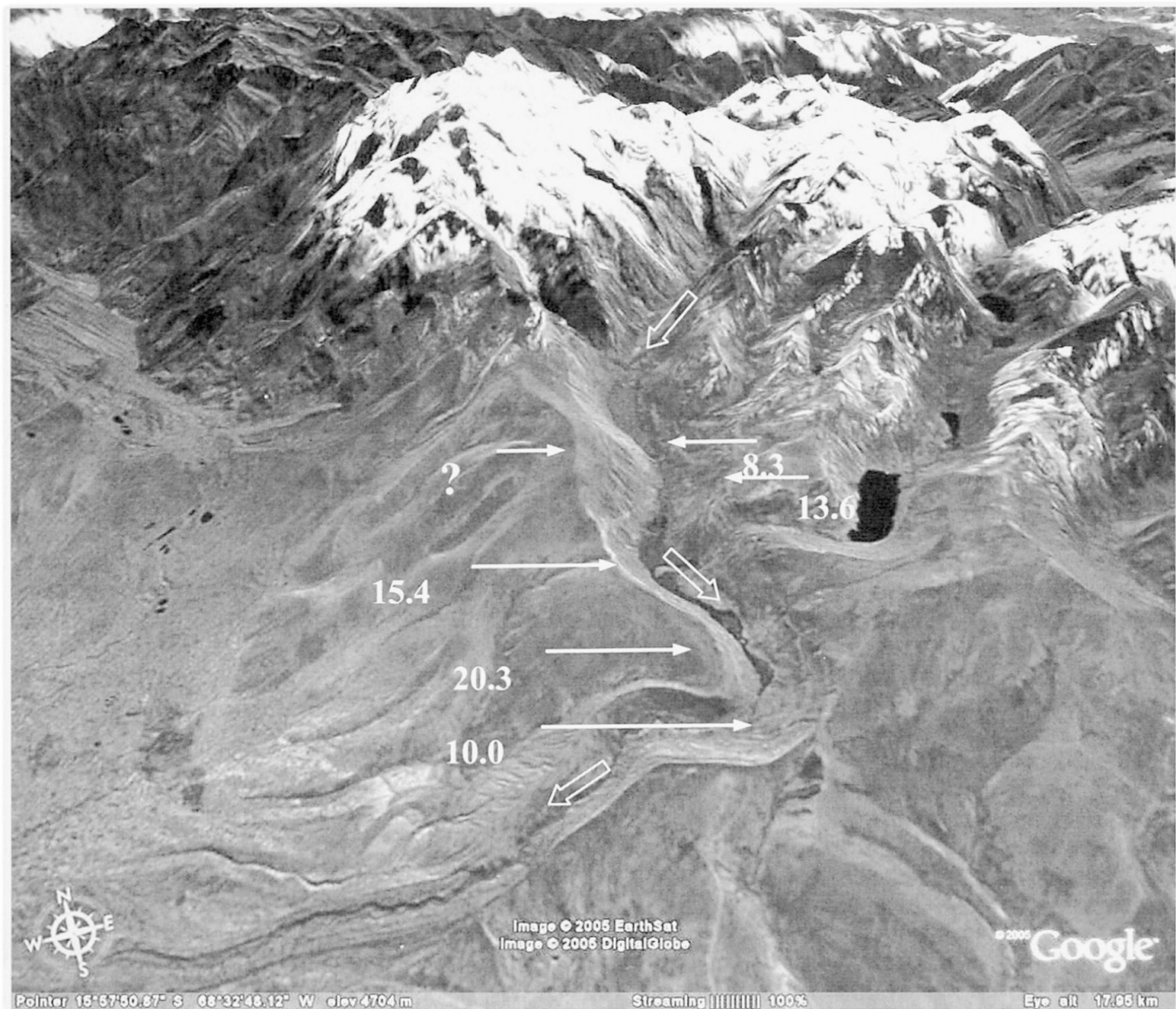


Abb. 5: Blick auf die Glazialmorphologie im Valle San Francisco nördlich von La Paz. Die im Text diskutierten Expositionsalter sind angegeben.

*View on the glacial morphology in the Valle San Francisco north of La Paz. Exposure ages discussed in the text are specified.*

*Vue de la morphologie glaciaire de la Valle San Francisco au nord de La Paz. Les âges d'exposition discutés dans le texte sont indiqués.*

Quelle: Google Earth: [www.googleearth.com](http://www.googleearth.com)

20.8 ka BP, ein weniger weites Gletscherstadium kann mit sieben Expositionsaltern auf 10.7 bis 12.4 ka BP datiert werden.

Eine detaillierte Chronologie kann jedoch selbst basierend auf dem grossen Datensatz von SMITH et al. (2005b) bislang nicht erstellt werden. Die Expositionsalter in den meisten anderen Tälern weisen eine deutliche Streuung auf. Dies liegt möglicherweise zum Teil an der Instabilität mancher beprobter Geländeober-

flächen, andererseits an der komplexen, glazialgeomorphologischen Situation, auf die man bereits aus Luft- und Satellitenbildern schliessen kann (Abb. 4, Abb. 5). Lokal sehr variable Niederschlagsverhältnisse und dynamisches Gletscher-Fliessverhalten (*surging glaciers*: häufig in tektonisch aktiven Gebieten) sind eventuell zusätzlich erschwerende Bedingungen, die weitere Untersuchungen und Datierungen erforderlich machen, um die Gletscher- und Klimageschichte der Ostkordillern genauer zu rekonstruieren.

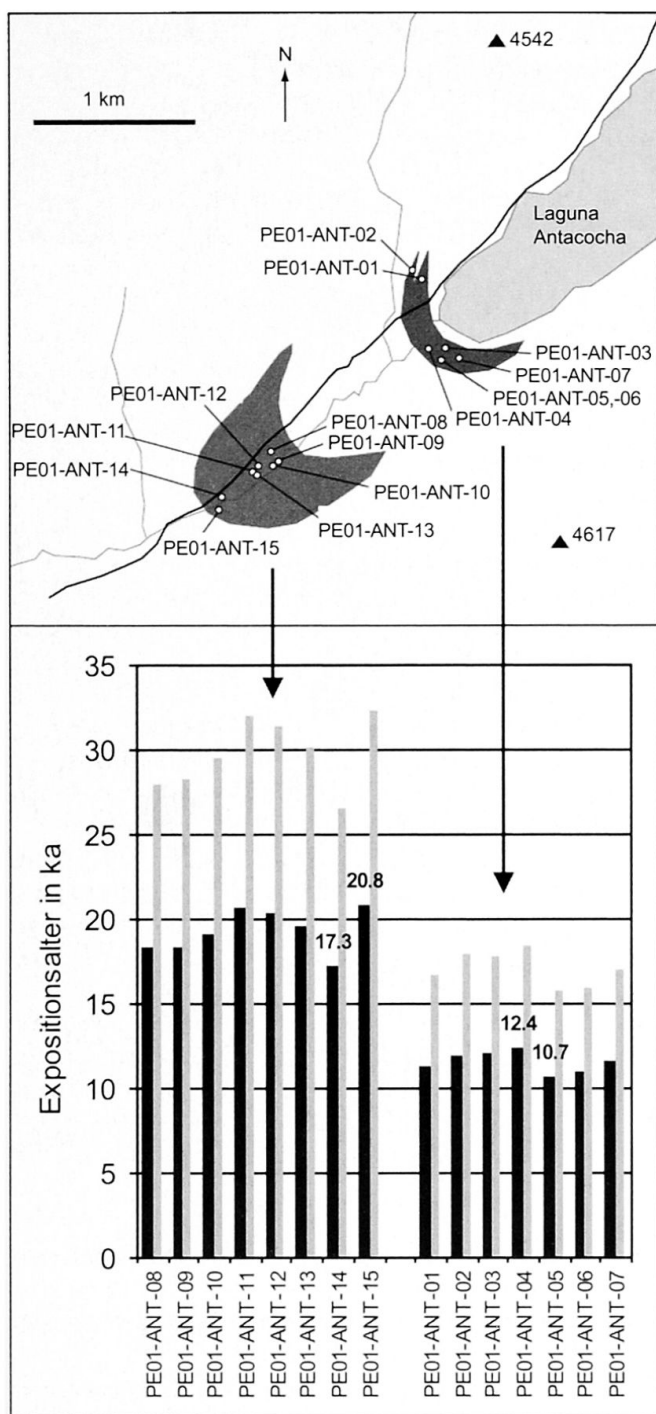


Abb. 6: Expositionsalter aus dem Valle Antacocha  
Die Neuberechnung der publizierten Daten (graue Balken) ergibt wesentlich jüngere Alter (schwarze Balken): ca. 20 ka BP für das Vergletscherungsmaximum und ca. 12 ka BP für die letzte markante Vereisung im Pleistozän.  
*Exposure ages from the Valle Antacocha*  
*Âges d'exposition de la Valle Antacocha*  
Quelle: verändert nach SMITH et al. 2005b

## 5 Fazit

Expositionsdatierungen bieten in trockenen Hochgebirgen, wie den Zentralen Anden, eine ideale Möglichkeit, die Gletscher- und Klimageschichte zu untersuchen. Ergebnisse aus dem Valle Encierro südlich der Ariden Diagonale haben ergeben, dass ein letztes Vergletscherungsmaximum nicht während dem globalen Temperaturminimum vor ca. 20 ka BP stattgefunden hat, sondern im Spätglazial zwischen 12 und 14 ka BP. Verantwortlich dafür war neben einer Temperaturreduktion um  $\sim 5^\circ\text{C}$  vermutlich eine Verstärkung der Sommerniederschläge. Die Rolle der Westwinde für die Vergletscherungsgeschichte der Zentralen Anden während dem Spätglazial und dem LGM wird derzeit entlang eines Transektes von 30 bis  $40^\circ\text{S}$  eingehender untersucht. Dabei soll geklärt werden, wie weit südlich die spätglazialen Gletschervorstöße vorkommen und ab welchem Breitengrad LGM-Gletschervorstöße datiert werden können.

Erste eigene Ergebnisse nördlich der Ariden Diagonale und der Vergleich mit den neu berechneten Expositionsaltern von SMITH et al. (2005b) legen nahe, dass mehrere spätglaziale Gletschervorstöße (12–16 ka BP) auch in Bolivien und Peru erfolgten. Zudem ist eine deutliche Vergletscherung während des LGM und während des Frühholozäns (10 und 8 ka BP) nachweisbar. Diese Befunde lassen sich möglicherweise mit der unterschiedlichen Sensitivität der Gletscher auf Niederschlag und Temperatur erklären:

- LGM: Der tropische Niederschlag reicht aus, um in der Cordillera Real und Cordillera Cochabamba (relativ feucht  $\rightarrow$  hohe Sensitivität auf Temperaturreduktion) einen Gletschervorstoss während des globalen Temperaturminimums zu ermöglichen; im Valle Encierro war es anscheinend zu trocken, und die entsprechenden Moränen (falls je vorhanden) wurden im deutlich feuchteren Spätglazial überprägt.
- Spätglazial: Im Valle Encierro (arid  $\rightarrow$  hohe Sensitivität auf Niederschlagserhöhung) führen feuchtere Bedingungen (vermutlich Intensivierung des tropischen Zirkulationssystems) zu einem Maximalstand der Gletscher; in der Cordillera Real und Cordillera Cochabamba reagieren die Gletscher vermutlich vor allem auf reduzierte Temperaturen ( $\sim 12$  ka BP: *Dryas/Antarctic Cold Reversal*).
- Holozän: Die eisfreien Bedingungen im Valle Encierro sind mit der holozänen Erwärmung und der einsetzenden ausgeprägten Aridität zu erklären; in der Cordillera Real und Cochabamba reichen anscheinend die Niederschläge aus, so dass frühholozäne Klimaveränderungen (MAYEWSKI et al. 2004) weitere Gletschervorstöße ermöglichen.

Um vor allem kurzfristige Gletscher- und Klimafluk-



tuationen in Zukunft genauer rekonstruieren und korrelieren zu können, muss die geomorphologische wie auch die analytische Arbeit fortgesetzt werden. Von grosser Dringlichkeit sind insbesondere lokale Kalibrierungen der Expositionsalter, um die systematischen Unsicherheiten zu reduzieren: Erst mit einer Kalibrierung kann langfristigen Luftdruckanomalien (Einfluss auf Höhenskalierung), geomagnetischen Anomalien (Einfluss auf Längen- und Breitenskalierung) und den Unsicherheiten bezüglich der Referenzproduktionsrate Rechnung getragen werden. Die unabhängige Datierung von Moränen oder Bergstürzen mittels  $^{14}\text{C}$  ist daher wesentlicher Bestandteil der laufenden Arbeiten in den Zentralen Anden.

### Literatur

- AMMANN, C., JENNY, B., KAMMER, K. & B. MESSERLI (2001): Late Quaternary glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18-29°S). – In: *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology* 172: 313-326.
- BAKER, P.A., RIGSBY, C.A., SELTZER, G.O., FRITZ, S.C., LOWENSTEIN, T.K., BACHER, N.P. & C. VELIZ (2001): Tropical climate changes at millennial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano. – In: *Nature* 409: 698-701.
- CAVIEDES, C.N. (1990): Rainfall variation, snowline depression and vegetational shifts in Chile during the Pleistocene. – In: *Climatic change* 16: 99-114.
- CLAPPERTON, C.M., CLAYTON, J.D., BENN, D.I., MARDEN, C.J. & J. ARGOLLO (1997): Late Quaternary glacier advances and palaeolake highstands in the Bolivian Altiplano. – In: *Quaternary international* 38-39: 49-59.
- CLAYTON, J.D. & C.M. CLAPPERTON (1997): Broad synchrony of a late-glacial glacier advance and the highstand of palaeolake Tauca in the Bolivian Altiplano. – In: *Journal of Quaternary science* 12: 169-182.
- CRUZ, F.W., BURNS, S.J., KARMANN, I., SHARP, W.D., VUILLE, M., CARDOSO, A.O., FERRARI, J.A., SILVA DIAS, P.L. & O. VIANA (2005): Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. – In: *Nature* 434: 63-66.
- DENTON, G.H., LOWELL, T.V., HEUSSER, C.J., SCHLÜCHTER, C., ANDERSEN, B.G., HEUSSER, L.E., MORENO, P.I. & D.R. MARCHANT (1999): Geomorphology, stratigraphy, and radiocarbon chronology of Llanquihue drift in the area of the southern Lake District, Seno Reloncavi, and Isla Grande de Chiloé, Chile. – In: *Geografiska Annaler* 81 (A): 167-229.
- DESILETS, D. & M. ZREDA (2003): Spatial and temporal distribution of secondary cosmic-ray nucleon intensities and applications to in situ cosmogenic dating. – In: *Earth and planetary science letters* 206: 21-42.
- DUNAI, T.J. (2001): Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic nuclides. – In: *Earth and planetary science letters* 193: 197-212.
- DUNNE, A., ELMORE, D. & P. MUZIKAR (1999): Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. – In: *Geomorphology* 27: 3-11.
- EHLERS, J. & P.L. GIBBARD (Hrsg.) (2004): *Quaternary glaciations – extent and chronology*. – Cambridge: Elsevier.
- ESPÍZUA, L.E. (1999): Chronology of late Pleistocene glacier advances in the Rio Mendoza Valley, Argentina. – In: *Global and planetary change* 22: 193-200.
- FRITZ, S.C., BAKER, P.A., LOWENSTEIN, T.K., SELTZER, G.O., RIGSBY, C.A., DWYER, G.S., TAPIA, P.M., ARNOLD, K.K., KU, T. & S. LUO (2004): Hydrologic variation during the last 170,000 years in the southern hemisphere tropics of South America. – *Quaternary research* 61: 95-104.
- GARLEFF, K. & H. STINGL (Hrsg.) (1991): *Südamerika: Geomorphologie und Paläoökologie im jüngeren Quartär*. – In: *Bamberger geographische Schriften* 11: 1-394.
- GARLEFF, K. & H. STINGL (Hrsg.) (1998): *Landschaftsentwicklung, Paläoökologie und Klimageschichte der Ariden Diagonale Südamerikas im Jungquartär*. – In: *Bamberger geographische Schriften* 15: 1-401.
- GEYH, M.A., GROSJEAN, M., NUÑEZ, L. & U. SCHOTTERER (1999): Radiocarbon reservoir effect and the timing of the late glacial/early Holocene humid phase in the Atacama Desert (northern Chile). – In: *Quaternary research* 52: 143-153.
- GILLESPIE, A. & P. MOLNAR (1995): Asynchronous maximum advances of mountain and continental glaciers. – In: *Review of geophysics* 33, 3: 311-364.
- GOSSE, J.C. & F.M. PHILLIPS (2001): Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. – In: *Quaternary science reviews* 20: 1475-1560.
- GROSJEAN, M., CARTAJENA, I., GEYH, M.A. & L. NUÑEZ (2003): From proxy data to paleoclimate interpretation: the mid-Holocene paradox of the Atacama Desert, northern Chile. – In: *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology* 194, 1-3: 247-258.
- GROSJEAN, M., GEYH, M.A., MESSERLI, B., SCHREIER, H. & H. VEIT (1998): A late Holocene (<2600 BP) glacial advance in the South-Central Andes (29°S), northern Chile. – In: *The Holocene* 8, 4: 473-479.
- GUYODO, Y. & J.-P. VALET (1996): Relative variations in geomagnetic intensity from sedimentary records: the past 200,000 years. – In: *Earth and planetary science letters* 143: 23-26.
- HARRISON, S.P. (2004): The Pleistocene glaciations of Chile. – In: EHLERS, J. & P.L. GIBBARD (Hrsg.): *Quaternary glaciations – extent and chronology. Part III: South America, Asia, Africa, Australasia, Antarctica*. – Cambridge: Elsevier.
- HASTENRATH, S. & J. KUTZBACH (1985): Late Pleistocene climate and water budget of the South American Altiplano. – In: *Quaternary research* 24: 249-256.

- HEBBELN, D., MARCHANT, M. & G. WEFER (2002): Paleoproductivity in the southern Peru-Chile current through the last 33.000 years. – In: *Marine geology* 186, 3-4: 487-504.
- HEINE, K. (2004): Late Quaternary glaciations of Bolivia. – In: GIBBARD, P.L. (Hrsg.): *Quaternary glaciations – extent and chronology. Part III: South America, Asia, Africa, Australasia, Antarctica.* – Cambridge: Elsevier.
- HEUSSER, C.J., HEUSSER, L.E. & T.V. LOWELL (1999): Paleoeology of the southern Chilean Lake District-Isla Grande de Chiloé during middle-late Llanquihue glaciation and deglaciation. – In: *Geografiska Annaler* 81 (A): 231-284.
- IMHOF, S., KULL, C., MAY, J.-H., GROSJEAN, M. & H. VEIT (2006): Temperature reduction and local last glaciation maximum (LLGM). The example of the east-Andean Cordillera around Cochabamba, Bolivia (17°S). – In: *Geographica Helvetica: diese Ausgabe.*
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC, 2001): Third assessment report, fourth assessment report (in Vorbereitung), <http://www.ipcc.ch/pub/reports.htm>.
- IVY-OCHS, S. (1996): The dating of rock surface using in situ produced  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$  and  $^{36}\text{Cl}$ , with examples from Antarctica and the Swiss Alps. – Dissertation No. 11763, Institute for Particle Physics, Eidgenössische Technische Hochschule Zürich.
- JENNY, B. & K. KAMMER (1996): *Climate change in den trockenen Anden: Jungquartäre Vergletscherung.* – In: *Geographica Bernensia* G46: 1-80.
- KAPLAN, M.R., ACKERT, R.P., SINGER, B.S., DOUGLASS, D.C. & M.D. KURZ (2004): Cosmogenic nuclide chronology of millennial-scale glacial advances during O-isotope stage 2 in Patagonia. – In: *Geological Society of America (GSA) Bulletin* 116, 3/4: 308–321.
- KUBIK, P. & S. IVY-OCHS (2004): A re-evaluation of the 0-10 ka  $^{10}\text{Be}$  production rate for exposure dating obtained from the Köfels (Austria) landslide. – In: *Nuclear instruments and methods in physics research B* 223-224: 618-622.
- KUBIK, P.W., IVY-OCHS, S., MASARIK, J., FRANK, M. & C. SCHLÜCHTER (1998):  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  production rates deduced from an instantaneous event within the dendro-calibration curve, the landslide of Köfels, Ötztal Valley, Austria. – In: *Earth and planetary science letters* 161: 231-241.
- KULL, C. & M. GROSJEAN (1998): Albedo changes, Milankovitch forcing, and late Quaternary climate changes in the Central Andes. – In: *Climate dynamics* 14: 871-881.
- KULL, C. & M. GROSJEAN (2000): Late Pleistocene climate conditions in the north Chilean Andes drawn from a climate-glacier model. – In: *Journal of glaciology* 46: 622-632.
- KULL, C., GROSJEAN, M. & H. VEIT (2002): Modeling modern and late Pleistocene glacio-climatological conditions in the north Chilean Andes (29-30°). – In: *Climatic change* 52: 359-381.
- LAL, D. (1991): Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. – In: *Earth and planetary science letters* 104: 429-439.
- LAMY, F., HEBBELN, D. & G. WEFER (1999): High-resolution marine record of climatic change in mid-latitude Chile during the last 28,000 years based on terrigenous sediment parameters. – In: *Quaternary research* 51, 1: 83-93.
- LOWELL, T.V., HEUSSER, C.J., ANDERSEN, B.G., MORENO, P.I., HAUSER, A., HEUSSER, L.E., SCHLÜCHTER, C., MARCHANT, D.R. & G.H. DENTON (1995): Interhemispheric correlations of late Pleistocene glacial events. – In: *Science* 269: 1541-1549.
- MARK, B.G., SELTZER, G.O. & D.T. RODBELL (2004): Late Quaternary glaciations of Ecuador, Peru and Bolivia. – In: EHLERS, J. & P.L. GIBBARD (Hrsg.): *Quaternary glaciations – extent and chronology. Part III: South America, Asia, Africa, Australasia, Antarctica.* – Cambridge: Elsevier.
- MARKGRAF, V., BAUMGARTNER, T.R., BRADBURY, J.P., DIAZ, H.F., DUNBAR, R.B., LUCKMAN, B.H., SELTZER, G.O., SWETNAM, T.W. & R. VILLALBA (2000): Paleoclimate reconstruction along the Pole-Equator-Pole transect of the Americas (PEP 1). – In: *Quaternary science reviews* 19, 1-5: 125-140.
- MASARIK, J. & R.C. REEDY (1995): Terrestrial cosmogenic-nuclide production systematics calculated from numerical simulations. – In: *Earth and planetary science letters* 136: 381-395.
- MASARIK, J. & R. WIELER (2003): Production rates of cosmogenic nuclides in boulders. – In: *Earth and planetary science letters* 216: 201-208.
- MAYEWSKI, P.A., ROHLING, E.E., STAGER, J.C., KARLEN, W., MAASCH, K.A., MEEKER, L.D., MEYERSON, E.A., GASSE, F., VAN KREVELD, S. & K. HOLMGREN (2004): Holocene climate variability. – In: *Quaternary research* 62, 3: 243-255.
- MCELVINNY, M.W. & W.E. SENANAYAKE (1982): Variations in the geomagnetic dipole 1: the past 50.000 years. – In: *Journal of geomagnetism and geoelectricity* 34: 39-51.
- MESSERLI, B. (1973): Problems of vertical and horizontal arrangement in the high mountains of the extreme arid zone (Central Sahara). – In: *Arctic and alpine research* 5 (A): 139-47.
- MOHTADI, M., ROMERO, O.E. & D. HEBBELN (2004): Changing marine productivity off northern Chile during the past 19.000 years: a multivariable approach. – In: *Journal of Quaternary science* 19, 4: 347-360.
- OHNO, M. & Y. HAMANO (1992): Geomagnetic poles over the past 10.000 years. – In: *Geophysical research letters* 19: 1715-1718.
- PIGATI, J.S. & N.A. LIFTON (2004): Geomagnetic effects on time-integrated cosmogenic nuclide production with emphasis on in situ  $^{14}\text{C}$  and  $^{10}\text{Be}$ . – In: *Earth and planetary science letters* 226: 193–205.

PUTKONEN, J. & T. SWANSON (2003): Accuracy of cosmogenic ages for moraines. – In: *Quaternary research* 59: 255-261.

RAMIREZ, E., HOFFMANN, G., TAUPIN, J.D., FRANCOU, B., RIBSTEIN, P., CAILLON, N., FERRON, F.A., LANDAIS, A., PETIT, J.R., POUYAUD, B., SCHOTTERER, U., SIMOES, J.C. & M. STIEVENARD (2003): A new Andean deep ice core from the Nevado Illimani (6350 m), Bolivia. – In: *Earth and planetary science letters* 212: 337-350.

ROMERO, O.E., KIM, J.-H. & D. HEBBELN: Paleoproductivity evolution off central Chile from the last glacial maximum to the early Holocene. – In: *Quaternary research* (in press).

SHANAHAN, T.M. & M. ZREDA (2000): Chronology of Quaternary glaciations in East Africa. – In: *Earth and planetary science letters* 177: 23-42.

SMITH, J.A., SELTZER, G.O., ROBBELL, D.T. & A.G. KLEIN (2005a): Regional synthesis of last glacial maximum snowlines in the tropical Andes, South America. – In: *Quaternary international* 138-139: 145-167.

SMITH, J.A., SELTZER, G.O., FARBER, D.L., ROBBELL, D.T. & R.C. FINKEL (2005b): Early local last glacial maximum in the tropical Andes. – In: *Science* 308: 678-681.

STONE, J.O. (2000): Air pressure and cosmogenic isotope production. – In: *Journal of geophysical research* 105: 23,753-23,759.

STUUT, J.-B.W. & F. LAMY (2004): Climate variability at the southern boundaries of the Namib (southwestern Africa) and Atacama (northern Chile) coastal deserts during the last 120,000 years. – In: *Quaternary research* 62, 3: 301-309.

SYLVESTRE, F., SERVANT, M., SERVANT-VILDARY, S., CAUSSE, C., FOURNIER, M. & J.-P. YBERT (1999): Lake-level chronology on the southern Bolivian Altiplano (18-23°S) during late-glacial time and the early Holocene. – In: *Quaternary research* 51: 54-66.

THOMPSON, L.G., DAVIS, M.E., MOSLEY-THOMPSON, E., SOWERS, T.A., HENDERSON, K.A., ZAGORODNOV, V.S., LIN, P.-N., MIKHALENKO, V.N., CAMPEN, R.K., BOLZAN, J.F., COLE-DAI, J. & B. FRANCOU (1998): A 25,000-year tropical climate history from Bolivian ice cores. – In: *Science* 282: 1858-1864.

VALDES, P.J. (2000): South American palaeoclimate model simulations: how reliable are the models? – In: *Journal of Quaternary science* 15, 4: 357-368.

VEIT, H. (1994): Jungquartäre Landschafts- und Klimaentwicklung am Südrand der Atacama (Norte Chico, Chile). – Habilitationsschrift, Institut für Geomorphologie, Universität Bayreuth.

VEIT, H. (2000): Klima- und Landschaftswandel in der Atacama. – In: *Geographische Rundschau* 52, 9: 4-9.

VUILLE, M. & C. AMMANN (1997): Regional snowfall patterns in the high, arid Andes (South America). – In: *Climatic change* 36: 413-423.

WYRWOLL, K.-H., DONG, B. & P. VALDES (2000): On the position of southern hemisphere westerlies at the last glacial maximum: an outline of AGCM simulation

results and evaluation of their implications. – In: *Quaternary science reviews* 19: 881-898.

ZECH, R., KULL, C. & H. VEIT (2006): Late Quaternary glacial history in the Encierro Valley, northern Chile (29°S), deduced from  $^{10}\text{Be}$  surface exposure dating. – In: *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology* 234, 2-4: 277-286.

ZECH, R., GLASER, B., SOSIN, P., KUBIK, P.W. & W. ZECH (2005): Evidence for long-lasting landform surface instability on hummocky moraines in the Pamir Mountains from surface exposure dating. – In: *Earth and planetary science letters* 237: 453-461.

ZHOU, J. & K.-M. LAU (1998): Does a monsoon climate exist over South America? – In: *Journal of climatology* 11: 1020-1040.

### **Zusammenfassung: Expositionsdatierung in den Zentralen Anden: quartäre Gletscher- und Klimarekonstruktion mittels in situ $^{10}\text{Be}$**

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, einen Beitrag zur Rekonstruktion der Gletscher- und Klimageschichte in den Zentralen Anden zu leisten. Dies ist wichtig für ein besseres Verständnis des Klimasystems und für eine Abschätzung der Auswirkungen des jetzigen Klimawandels. Mit Hilfe der innovativen Expositionsdatierung mittels in situ  $^{10}\text{Be}$  wurden Moränen in ausgewählten Arbeitsgebieten direkt datiert. Es zeigt sich, dass ein letztes Vergletscherungsmaximum bei ca. 30°S nicht zum Zeitpunkt des globalen Temperaturminimums (20 ka BP), sondern erst im Spätglazial (12 bis 14 ka BP) stattgefunden hat. Dies lässt sich mit einer modellierten Temperaturdepression von ca. 5° und erhöhtem Niederschlag erklären – vermutlich durch den verstärkten Einfluss des tropischen Zirkulationsystems. Erste Ergebnisse aus Bolivien deuten dagegen eher auf eine dominante Temperatursteuerung der Vergletscherung hin. Moränen wurden hier auf ~20 ka, ins Spätglazial (16-12 ka) und ins Frühholozän (~10 und 8 ka) datiert.

### **Abstract: Exposure dating in the Central Andes: Quaternary glacier and climate reconstruction using in situ $^{10}\text{Be}$**

It is the aim of this study to contribute to the reconstruction of the glacial and climate history in the Central Andes. This is important for a better understanding of the climate system and the anticipation of the effects of climate change. Using an innovative new tool, namely in situ  $^{10}\text{Be}$  exposure dating, moraines have been dated in selected study areas. It could be shown that a local last glaciation maximum at 30°S did not occur at the time of the global temperature minimum (20 ka BP), but rather during the late glacial period (at 12-14 ka BP). This can be explained by enhanced precipitation, probably partly due to the influence of the tropical circulation system, in com-



bination with a modelled temperature depression of about 5°. First results from Bolivia indicate that temperature reductions play a major role in triggering the glacial advances there. Moraines have been dated to about 20 ka, as well as to the late glacial period (about 16 and 12 ka) and the early Holocene (10 and 8 ka).

**Résumé: Datation par âges d'exposition dans les Andes centrales: reconstruction glaciaire et climatique quaternaire à l'aide de la méthode in situ  $^{10}\text{Be}$**

L'objectif de cette recherche est de contribuer à reconstituer l'histoire glaciaire et climatique des Andes centrales. L'importance de ce travail se justifie dans la mesure où il permet une meilleure compréhension du système climatique et une anticipation des effets du changement climatique. À l'aide d'un nouvel instrument de datation par exposition, appelé in situ  $^{10}\text{Be}$ , des moraines ont été datées dans des zones d'études précises. Ceci a permis de montrer que l'avancée glaciaire la plus massive à la latitude 30°S n'a pas eu lieu durant la période des minima globaux (20 ka BP) mais plutôt durant le Tardiglaciaire (12-14 ka BP). Ceci peut être expliqué par des précipitations accrues, probablement dues à l'influence de la circulation atmosphérique tropicale, auxquelles s'ajoute une diminution

de température estimée à environ 5°C. Les premiers résultats acquis en Bolivie indiquent que les diminutions de températures jouent un rôle majeur dans le déclenchement des avancées glaciaires. Les moraines datent d'environ 20 ka BP, de la période tardiglaciaire (environ 16 à 12 ka BP) et du début de l'Holocène (10 à 8 ka BP).

---

Dr. **Roland Zech**, Prof. Dr. **Heinz Veit**, Geographisches Institut, Universität Bern, Hallerstrasse 12, CH-3012 Bern, Schweiz.

e-mail:

Roland.Zech@giub.unibe.ch

Veit@giub.unibe.ch

Dr. **Christoph Kull**, PAGES IPO, Sulgeneckstrasse 38, CH-3007 Bern, Schweiz.

e-mail: Christoph.Kull@pages.unibe.ch

*Manuskripteingang/received/manuscript entré le 15.2.2006*

*Annahme zum Druck/accepted for publication/accepté pour l'impression: 4.7.2006*